

PERCAMPURAN TURBULEN DI SELAT OMBAI

TURBULENT MIXING IN OMBAI STRAIT

Yulianto Suteja^{1*}, Mulia Purba², dan Agus S. Atmadipoera²

¹Program Studi Ilmu Kelautan, Fakultas Kelautan dan Perikanan, Universitas Udayana, Bali

*E-mail: yuliantosuteja@gmail.com

²Departemen Ilmu dan Teknologi Kelautan, FPIK-IPB, Bogor

ABSTRACT

Ombai Strait is one of the exit passages of Indonesian Throughflow (ITF) which conveys hotspot of strong internal tidal energy. Internal tide is the one of main energy which causes mixing processes in the oceans and could lead to changes in water mass characteristics. The purpose of this research was to estimate the turbulent mixing (K_z) by using Thorpe analysis. Nine CTD cast were obtained for one tidal cycle (24 hours) in Ombai Strait. The results showed the average value of the turbulent mixing is $833.5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, the highest found in deep homogeneous layer ($2383.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), followed by mixed surface layer ($103.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) and thermocline ($14.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). This Turbulent mixing value is much higher than the previous measurement in Indonesian Sea. This is presumably due to the strong internal tidal energy and its interaction with existing deep sill in Ombai Strait.

Keywords: Indonesian throughflow (ITF), Ombai Strait, turbulent mixing

ABSTRAK

Selat Ombai merupakan salah satu jalur keluar Arus Lintas Indonesia (Arlindo) yang memiliki energi pasut internal yang kuat. Pasut internal merupakan energi utama yang menyebabkan proses pencampuran di lautan dan dapat menyebabkan perubahan karakteristik massa air. Tujuan dari penelitian ini adalah untuk mengestimasi nilai pencampuran turbulen (K_z) dengan menggunakan analisis Thorpe. Sembilan kali Penurunan CTD dilakukan selama satu periode pasang surut (24 jam) di Selat Ombai. Hasil penelitian menunjukkan bahwa rata-rata nilai pencampuran turbulen sebesar $833,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, dengan nilai tertinggi didapatkan pada lapisan dalam yang hampir homogen ($2383 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), diikuti lapisan permukaan tercampur ($103,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) dan lapisan termoklin ($14,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Nilai pencampuran turbulen ini jauh lebih tinggi dibandingkan dengan pengukuran sebelumnya di perairan Indonesia. Hal ini diduga karena adanya energi pasut internal yang kuat serta interaksinya dengan awang dalam yang ada di Selat Ombai.

Kata kunci: arus lintas Indonesia (Arindo), Selat Ombai, pencampuran turbulen

I. PENDAHULUAN

Sirkulasi termohalin merupakan sirkulasi skala global yang menghubungkan semua lautan yang ada di dunia, salah satunya adalah Arus Lintas Indonesia (Arlindo) yang menghubungkan Samudra Pasifik dengan Samudra Hindia. Hasil observasi menunjukkan terdapat dua lintasan Arlindo. Lintasan pertama (lintasan barat) merupakan lintasan utama yang membawa sekitar $11,6 \pm 3,3 \text{ Sv}$ ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) massa air Samudra Pasifik Utara yaitu dari lapisan termoklin (*North*

Pacific Subtropical Water, NPSW) dan lapisan bawah termoklin (*North Pacific Intermediate Water*, NPIW). Massa air pada lintasan barat masuk melalui Selat Mindanao kemudian ke Laut Sulawesi dan juga mengalir ke Selat Makassar. Sebagian kecil pada massa air lintasan barat (sekitar 2,6 Sv) keluar ke Samudra Hindia melalui Selat Lombok dan sebagian besar berbelok ke arah timur menuju ke Laut Flores kemudian ke Laut Banda (Field dan Gordon, 1992; Gordon, 2005; Gordon *et al.*, 2008, Sprintall *et al.*, 2009). Lintasan timur merupakan lintasan se-

kunder yang membawa sekitar 2,5 Sv massa air dari lapisan yang lebih dalam Samudra Pasifik selatan (*South Pacific Subtropical Lower Thermocline Water*, SPSLTW) dan memberikan kontribusi yang lebih kecil. Lintasan timur masuk melalui Laut Maluku dan Laut Halmahera kemudian mengalir ke Laut Banda (Wyrski, 1961; Ilahude dan Gordon, 1996; Gordon, 2005; Van Aken *et al.*, 2009). Di Laut Banda massa air dari lintasan barat dan timur bergabung, kemudian keluar menuju Samudra Hindia melalui Selat Ombai sebanyak 4,9 Sv dan Laut Timor sebanyak 7,5 Sv (Ffield dan Gordon, 1992; Gordon, 2005, Sprintall *et al.*, 2009).

Massa air yang mengalir dari Samudra Pasifik ke Samudra Hindia melalui Arlindo mengalami perubahan pada karakter massa air. Hasil pengukuran salinitas massa air Arlindo menunjukkan terjadinya perubahan pada aliran masuk dan keluar, yaitu salinitas massa air NPSW dari 34,90 menjadi 34,54 dan massa air NPIW dari 34,35 menjadi 34,47. Perubahan salinitas ini mengindikasikan bahwa di perairan Indonesia terjadi proses percampuran pada vertikal yang sangat kuat (Ffield Gordon, 1996; Hatayama, 2004; Robertson dan Ffield, 2005; Koch-Larrouy, 2007; Atmadipoera *et al.*, 2009).

Proses percampuran vertikal dapat disebabkan oleh topografi yang kasar, misalnya awang/sill, selat, dan gelombang internal. Berbagai hasil pemodelan 2 dimensi dan 3 dimensi menunjukkan bahwa perairan Indonesia merupakan wilayah yang dicirikan dengan nilai pasang surut (pasut) internal yang kuat, yaitu pada transfer energi dari pasut barotropik ke pasut baroklinik sekitar 10 % dari jumlah transfer di seluruh lautan (1,1 TW) (Carrere dan Lyard, 2003). Pasut internal yang kuat ini merupakan energi utama dan proses inti untuk mentransformasi massa air Arlindo yang menuju Samudra Hindia.

Salah satu perairan Indonesia yang memiliki nilai pasut baroklinik yang tinggi adalah pada Selat Ombai, yang kecepatan arus pasut internalnya paling kuat di perairan Indonesia yaitu lebih dari 0,5 m/s (Robertson

dan Ffield, 2005). Topografi Selat Ombai yang memiliki awang dengan arus pasut internal yang kuat menjadikan Selat Ombai memiliki potensi yang besar untuk terjadinya proses percampuran turbulen. Namun demikian, belum diketahui besarnya nilai percampuran turbulen yang terjadi yang dikarakterisasi oleh nilai vertikal difusivitas eddy. Tujuan dari penelitian ini adalah mengetahui nilai percampuran turbulen dengan mengestimasi pada vertikal eddy difusivitas di Selat Ombai.

II. METODE PENELITIAN

2.1. Waktu dan Lokasi Penelitian

Penelitian ini dilaksanakan pada tanggal 9 - 22 Juli 2010 bersama dengan pelayaran INDOMIX 2010. Lokasi penelitian adalah di Selat Ombai (8.24967 LS 125.3857 BT dan 8.28383 LS, 125.2440 BT) (Gambar 1). Untuk Pengolahan data dilakukan di Laboratorium Oseanografi Fisika dan Laboratorium *Data Processing* Fakultas Perikanan dan Ilmu Kelautan, Institut Pertanian Bogor (IPB).

2.2. Akuisisi Data

Data temperatur, salinitas, dan tekanan diperoleh dengan menggunakan *Conductivity Temperature Depth* (CTD) *Sea-Bird Electronics* (SBE) 911 *Plus*. Pengambilan data CTD dilakukan sebanyak sembilan kali penurunan selama 24 jam dengan kedalaman yang berbeda-beda. Data CTD yang diolah hanya berasal dari data *downcast*. Pengolahan data CTD menggunakan perangkat lunak *SBE Data Processing* 7.21a dengan tahapan pengolahan standar.

2.3. Penentuan Lapisan Kolom Air

Pada penelitian ini dilakukan pemisahan kolom air menjadi tiga lapisan, yaitu lapisan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan homogen di bagian dalam. Penentuan lapisan ini didasarkan pada gradien densitas (σ_θ) kolom perairan. Menurut Lorbacher *et al.* (2005) pembagian lapisan berdasarkan

gradien σ_θ lebih realistis dibandingkan dengan menggunakan temperatur, karena profil temperatur tidak selalu memberikan stratifikasi vertikal secara tepat.

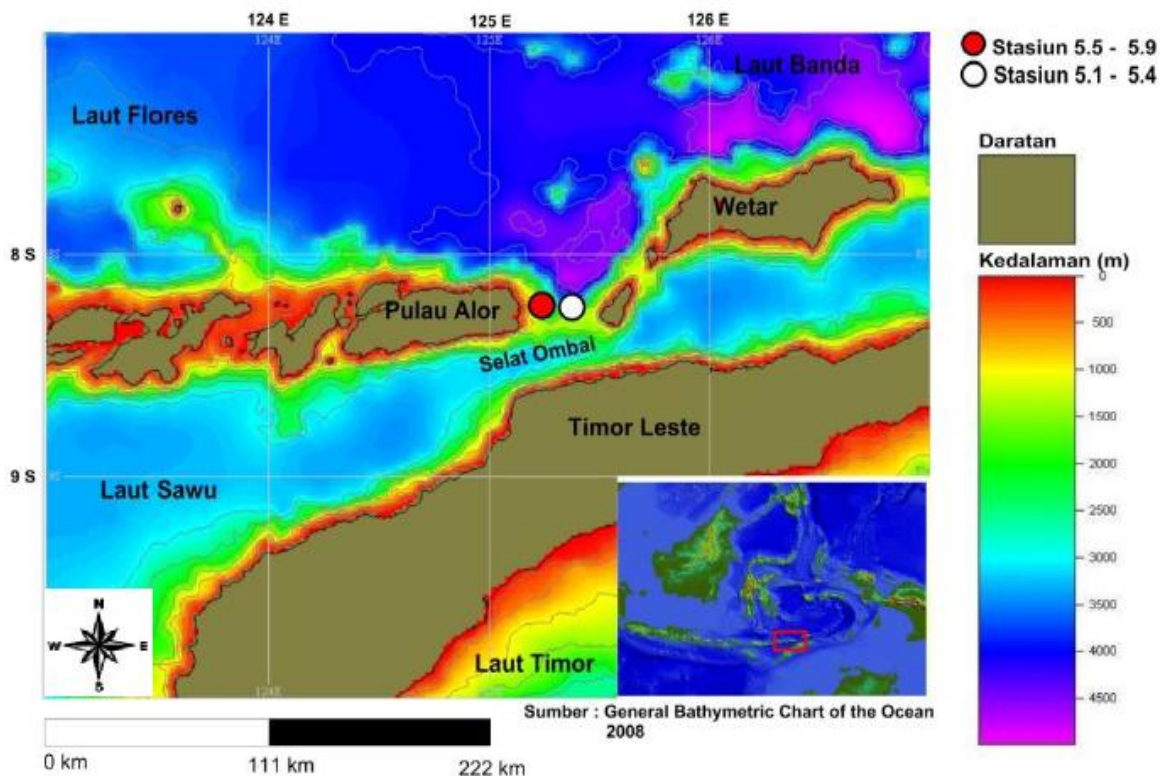
Lapisan tercampur ditentukan dengan menghitung gradien $\sigma_\theta = 0,02$ dengan titik acuan densitas permukaan. Bila gradien σ_θ lebih dari 0,02 maka lapisan tersebut dikategorikan sebagai lapisan termoklin (Cisewski *et al.*, 2005). Batas antara lapisan termoklin dan lapisan dalam yang homogen dilihat secara visual dari data densitas yang di *cross* cek dengan data temperatur, batasnya adalah daerah dimana nilai densitas tidak menurun tajam terhadap kedalaman. Kedalaman lapisan tercampur, termoklin dan lapisan homogen di bagian dalam berbeda-beda pada setiap penurunan CTD.

2.4. Analisis Data

Pengolahan data juga dapat dilakukan dengan menggunakan perangkat lunak *Ocean*

Data View (ODV) 4.1.3, Microsoft Excel 2007, dan Matlab versi 7.10.0.499 (R2010a). Sebelum mengestimasi difusivitas vertikal eddy (K_z), terlebih dahulu ditentukan nilai Thorpe displacement (d), skala Thorpe (L_T), panjang skala ozmidov (L_o), frekuensi Brunt-Väisälä (N), dan tingkat energi kinetik disipasi turbulen eddy (ϵ). Nilai d didapat dengan cara menyusun ulang profil densitas yang didapatkan dari data CTD ke dalam bentuk stabilitas statis. Sebagai gambaran, kita dapat bayangkan profil densitas vertikal dengan n buah sampel dan densitas ρ_n yang diobservasi pada kedalaman z_a . Jika sampel pada kedalaman z_a dipindahkan kedalaman z_b untuk membentuk kondisi stabilitas statis, maka Thorpe displacement (d) dapat dihitung dengan menggunakan persamaan (Dillon, 1982; Finnigan *et al.*, 2002):

$$d = z_a - z_b \dots\dots\dots (1)$$



Gambar 1. Lokasi penelitian di Selat Ombai.

Nilai d positif (negatif) menunjukkan bahwa massa air akan bergerak ke atas (ke bawah). Setelah kalkulasi nilai d , dilakukan penghalusan pada data menggunakan metode Galbraith dan Kelley (GK). Perhitungan L_T diperoleh dengan menggunakan persamaan berikut (Dillon, 1982):

$$L_T = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^2 \right)^{1/2} \dots\dots\dots (2)$$

dimana d_i adalah *Thorpe displacement* pada kedalaman i dan n adalah jumlah sampel. Setiap nilai L_T didapatkan dari hasil perata-rataan n buah sampel pada kedalaman yang diinginkan. Perata-rataan nilai L_T penelitian ini dilakukan dengan cara membagi kedalaman perairan menjadi tiga lapisan dengan ketebalan masing-masing lapisan sebesar H (m). Ketiga lapisan ini adalah lapisan tercampur, lapisan termoklin, dan lapisan homogen di bagian dalam.

Nilai skala Thorpe pada setiap lapisan dipergunakan untuk menghitung skala Ozmidov (L_O) dengan menggunakan persamaan (Dillon, 1982):

$$L_O = 0,8 L_T \dots\dots\dots (3)$$

Selanjutnya dilakukan perhitungan frekuensi Brunt-Väisälä (N) pada tiap kedalaman i menggunakan persamaan (Park *et al.*, 2008):

$$N_i = \left(-\frac{g}{\rho_o} \frac{d\rho}{dz} \right)^{1/2} \dots\dots\dots (4)$$

dimana ρ_o adalah *background* densitas perairan, $d\rho$ adalah gradien densitas terhadap perubahan kedalaman dz (1 m), dan g adalah percepatan gravitasi bumi (9.79423 m/s^2). Tingkat energi kinetik disipasi turbulen eddy (ε) pada tiap kedalaman i diperoleh dengan persamaan (Ozmidov, 1965 in Park *et al.*, 2008):

$$\varepsilon_i = L_O^2 N_i^3 \dots\dots\dots (5)$$

Nilai difusivitas vertikal eddy (K_z) pada tiap kedalaman i diperoleh melalui persamaan berikut (Park *et al.*, 2008):

$$K_{zi} = \frac{\Gamma \varepsilon_i}{N_i^2} \dots\dots\dots (6)$$

Γ adalah efisiensi *mixing* (0,2) (Osborn, 1980). Rata-rata difusivitas vertikal eddy ($\overline{K_z}$) pada tiap lapisan dengan kedalaman H dihitung dengan persamaan (Ferron *et al.*, 1998):

$$\overline{K_z} = \frac{\sum K_{zi}}{H} \dots\dots\dots (7)$$

III. HASIL DAN PEMBAHASAN

3.1. Lapisan Kolom perairan

Lapisan tercampur merupakan lapisan yang memiliki temperatur yang hampir seragam dan paling tinggi. Kedalaman lapisan ini berkisar antara 0 m sampai 21-71 m. Lapisan paling tebal didapatkan pada ulangan 5-2 dan paling tipis pada ulangan 5-7. Perbedaan ketebalan lapisan ini diduga dipengaruhi oleh aktifitas gelombang internal di lokasi penelitian. Pada saat puncak gelombang internal melewati kolom perairan, lapisan tercampur akan termampatkan dan akan menjadi lebih tipis, namun lapisan tercampur akan menjadi lebih tebal bila dilewati oleh lembah gelombang internal. Hal ini dijelaskan oleh Li *et al.* (2000) bahwa gelombang internal merupakan salah satu penyebab perbedaan tingkat ketebalan lapisan tercampur selain kecepatan tiupan angin.

Lapisan termoklin terletak di bawah lapisan tercampur dan merupakan lapisan dimana temperatur turun secara drastis terhadap kedalaman. Lapisan termoklin di Selat Ombai juga memiliki rata-rata penurunan temperatur $\geq 0,1^\circ\text{C}$ per satu meter. Lapisan termoklin memiliki kedalaman batas atas antara 22–72 m dan kedalaman batas bawah antara 196-254 m. Perbedaan ini diduga karena adanya aktivitas gelombang internal dimana letak lapisan atas termoklin akan lebih dangkal atau dalam jika pucak atau

lembah gelombang internal melewati kolom perairan. Lapisan dalam yang homogen di Selat Ombai memiliki kedalaman batas atas antara 255 – 197 m dan kedalaman batas bawah antara 408 – 1549 m. Batas bawah lapisan dalam pada penelitian ini sangat tergantung dari kedalaman penurunan CTD.

3.2. Stabilitas Statis

Hasil perhitungan frekuensi Brunt-Väisälä (N) untuk semua CTD di Selat Ombai menunjukkan adanya kecenderungan tingkat kestabilan massa air yang rendah pada lapisan permukaan tercampur (rata-rata $1,6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), tinggi di lapisan termoklin (rata-rata $14,8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) dan rendah kembali di lapisan dalam (rata-rata $2,4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) seperti ditunjukkan pada Gambar 2. Tinggi rendahnya nilai N pada suatu lapisan sangat ditentukan oleh gradien suhu dan salinitas yang akan mempengaruhi gradien densitas. Pada lapisan tercampur dan lapisan dalam, gradien densitas tidak terlalu tinggi sehingga nilai N juga rendah. Pond dan Pickard (1983) menjelaskan tingginya nilai N di lapisan termoklin disebabkan adanya lapisan pycnocline. Dijelaskan juga bahwa semakin tinggi nilai N pada suatu lapisan, maka stabilitas statis dari lapisan tersebut semakin besar.

3.3. Estimasi Skala Thorpe

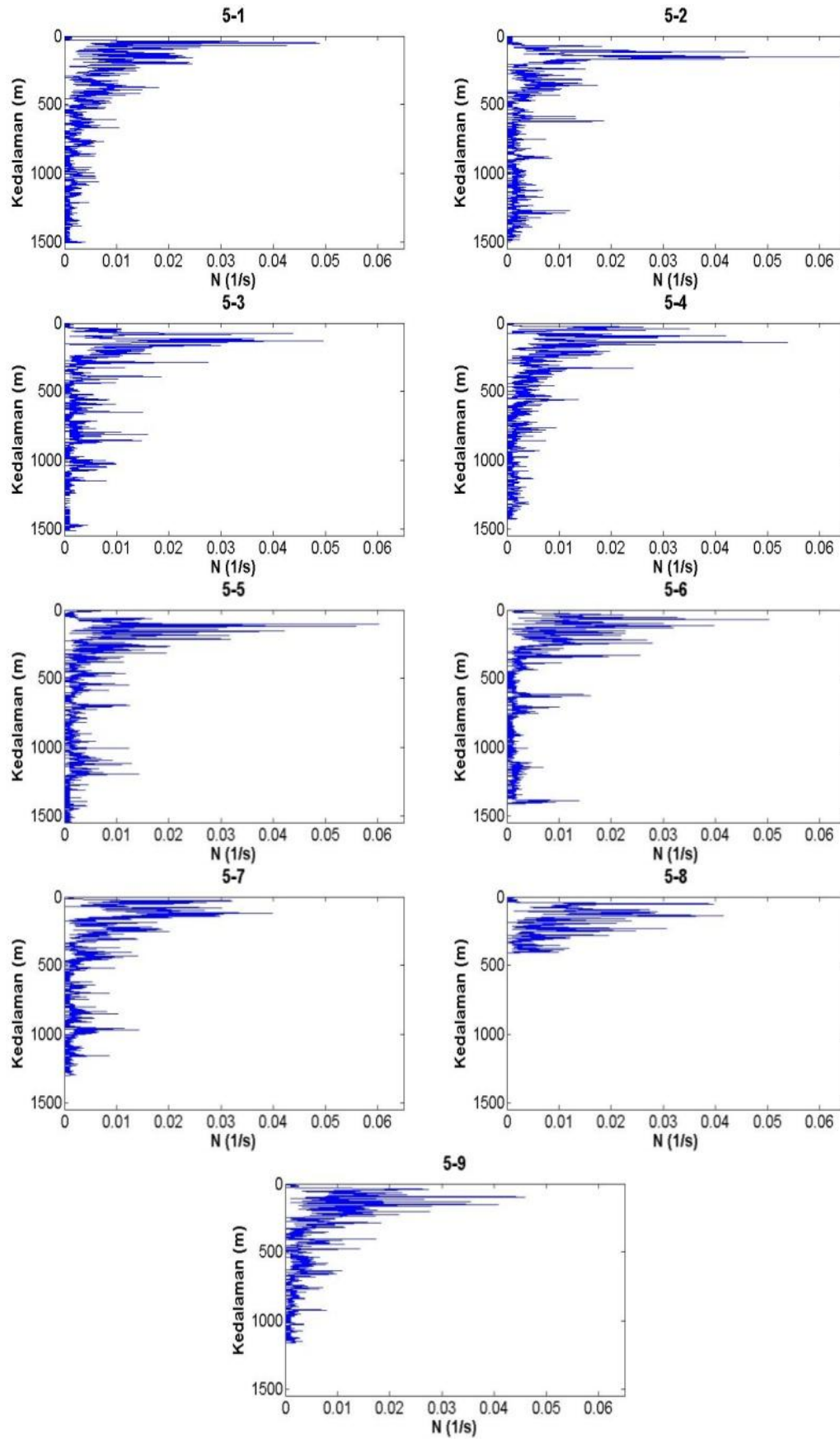
Hasil pengukuran CTD menunjukkan bahwa profil menegak densitas perairan Selat Ombai dicirikan oleh data instabilitas statis (Gambar 2) artinya kondisi suatu perairan memungkinkan terjadi proses *displacement*. Contoh ketidakstabilan disajikan pada Gambar 3a, jika kotak hijau pada Gambar 3a diperbesar maka akan didapatkan gambar ketidakstabilan yang lebih jelas (Gambar 3b). Pada Gambar 3b terlihat bahwa massa air pada densitas tinggi (kotak hitam garis putus-putus) berada di atas massa air yang berdensitas rendah (kotak hitam garis titik-titik). Pada Gambar 3 terlihat juga bila densitas awal (garis biru) massa air dapat disusun ulang (*reordering*) ke kondisi densitas stabilitas statis (garis merah) maka banyak

massa air yang berubah posisinya dari posisi awal ke posisi baru (ditunjukkan dengan anak panah di Gambar 3b). Jarak perpindahan massa air ke posisi baru menghasilkan *Thorpe displacement* (d).

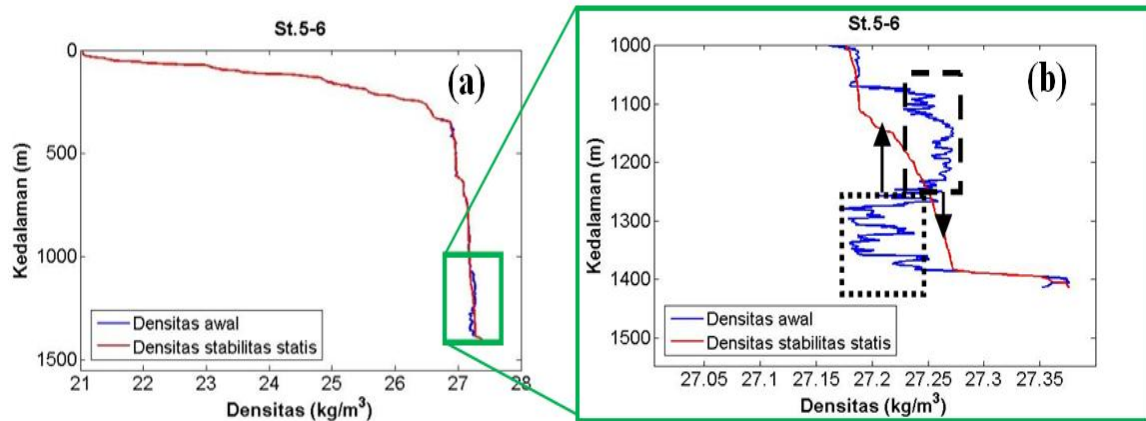
Adanya *noise* pada instrumen CTD (Galbraith dan Kelley, 1996) dan gerakan naik turun kapal selama pengambilan data (Johnson dan Garrett, 2004) mengakibatkan timbulnya bias pada nilai d . Data bias ini dihaluskan dengan metode GK (Galbraith and Kelley). Dari perhitungan metode GK didapatkan nilai minimum *displacement* yang bisa dideteksi CTD adalah $\geq 5 \text{ m}$, ini berarti d yang kurang dari 5 m akan dihilangkan (Gambar 4). Pada Gambar 4a terlihat nilai d masih tersusun oleh data bias (lebih jelas terlihat di kotak garis titik-titik), sedangkan di Gambar 4b nilai d yang kurang dari 5 m sudah dihilangkan (lebih jelas terlihat di kotak garis putus-putus). Data yang dipakai untuk perhitungan selanjutnya adalah data yang sudah dihaluskan oleh metode GK.

Nilai d keseluruhan data CTD Selat Ombai menunjukkan nilai yang tinggi pada lapisan permukaan, rendah pada lapisan termoklin dan meningkat kembali di lapisan dalam (Gambar 5). Pada Gambar 5 terlihat lapisan permukaan tercampur memiliki nilai d berkisar antara -51 m sampai dengan -31 m. Tinggi rendahnya nilai d lapisan permukaan tercampur diduga berkaitan dengan kecepatan tiupan angin di lokasi penelitian. Hal ini dijelaskan Cisewski *et al.* (2005) bahwa adanya korelasi positif antara kecepatan tiupan angin dan nilai d lapisan tercampur.

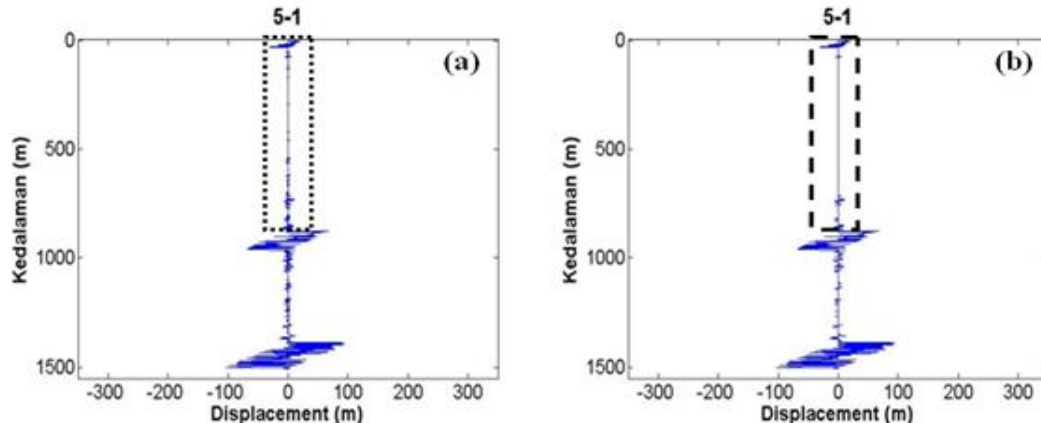
Lapisan termoklin memiliki nilai d yang paling rendah yaitu berkisar antara -10 m sampai 27 m (Gambar 5). Dijelaskan oleh Thorpe (2007) bahwa lapisan termoklin adalah lapisan yang memiliki tingkat stabilitas statis yang paling tinggi (Gambar 1) sehingga nilai *displacement*-nya, d , menjadi rendah. Nilai d tertinggi ditemukan di lapisan dalam stasiun 5-6 dengan kisaran nilai -240 m sampai 342 m (Gambar 5). Tingginya nilai d di lapisan dalam disebabkan nilai stabilitas statis lapisan yang rendah (Gambar 1). Polzin



Gambar 2. Frekuensi Brunt-Väisälä (N) seluruh CTD di Selat Ombai.



Gambar 3. Perbandingan antara densitas awal dan densitas stabilitas statis untuk seluruh kedalaman (a), bila kotak hijau pada gambar (a) diperbesar maka akan terlihat bahwa massa air densitas rendah (kotak hitam garis titik-titik) berada di bawah massa air densitas tinggi (kotak hitam garis putus-putus) (b).



Gambar 4. Perbandingan data Thorpe *displacement* sebelum diterapkan metode GK (a) dan sesudah diterapkan metode GK (b). Contoh data *noise* lebih jelas terlihat di kotak garis titik-titik dan yang sudah dihaluskan di kotak garis putus-putus.

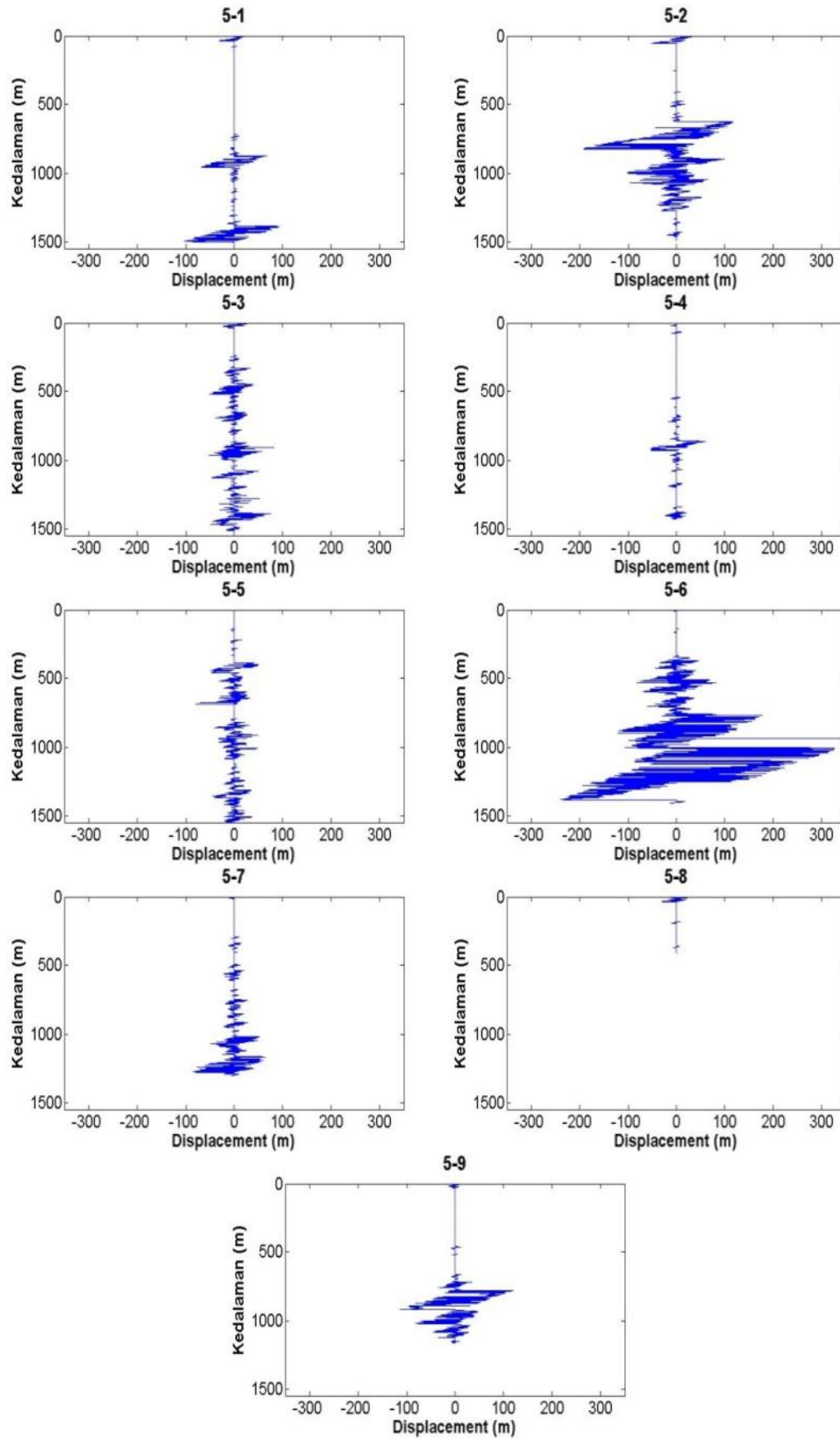
et al. (1997) menjelaskan *displacement* yang tinggi di dasar laut disebabkan juga oleh adanya interaksi antara topografi dasar dengan arus yang melintas atasnya. Ditambahkan oleh Robertson dan Field (2005) bahwa Selat Ombai merupakan salah satu daerah di perairan Indonesia yang memiliki kecepatan arus pasut yang paling tinggi yaitu mencapai 0,5 m/s.

Nilai skala Thorpe (L_T) dari tiap penurunan CTD berbeda-beda tergantung dari besar kecilnya nilai d dan jumlah massa air yang mengalami *displacement*, sehingga profil vertikal L_T (Gambar 6) sama dengan profil vertikal *displacement* (Gambar 5). Lapisan

permukaan tercampur, termoklin, dan dalam memiliki nilai L_T masing-masing berkisar 0-24,41 m; 5-16,97 m; dan 20,19-106,89 m. Adanya perbedaan tingkat stabilitas di setiap lapisan perairan juga menyebabkan terjadinya perbedaan nilai L_T .

3.4. Energi Kinetik Disipasi Turbulen Eddy (ϵ) dan Difusivitas Vertikal Eddy (K_z)

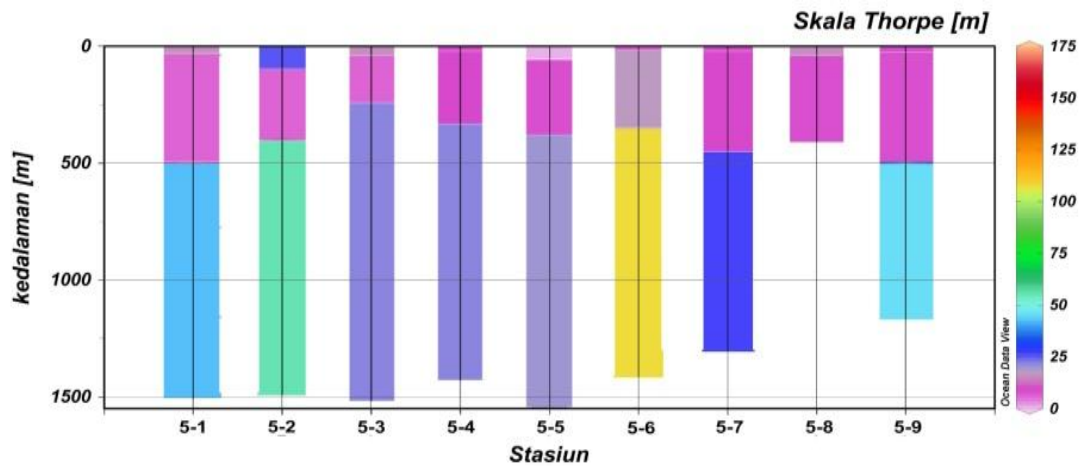
Nilai rata-rata estimasi energi kinetik disipasi turbulen eddy (ϵ) Selat Ombai pada semua lapisan adalah $4,22 \times 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$, sedangkan untuk nilai pada setiap lapisan disa-



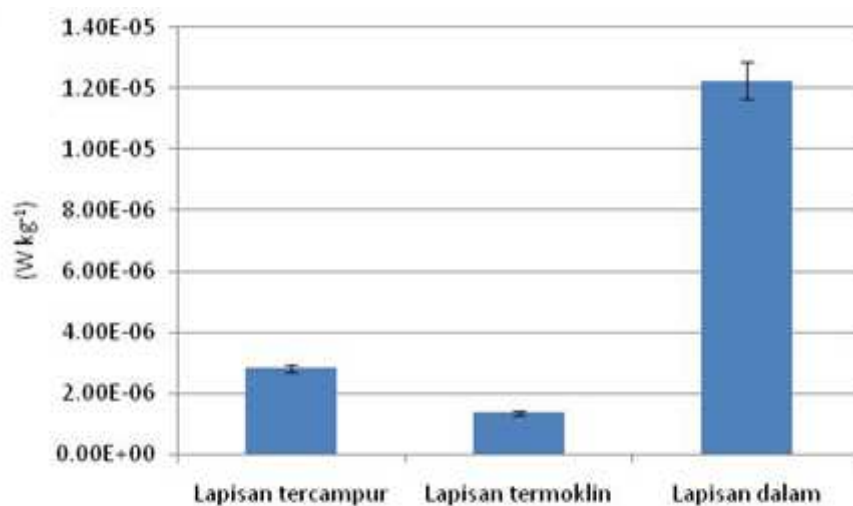
Gambar 5. Thorpe displacement (d) data CTD Selat Ombai.

sajikan pada Gambar 7. Dari Gambar 7 terlihat bahwa nilai ε di lapisan termoklin paling kecil ($1,36 \times 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$) dibandingkan dengan lapisan permukaan tercampur dan lapisan dalam yang hampir homogen, hal ini disebabkan oleh rendahnya nilai d dan L_T yang memiliki korelasi linier dengan nilai ε . Nilai energi kinetik tertinggi ($12,24 \times 10^{-6} \text{ W kg}^{-1}$) berada pada lapisan dalam yang hampir homogen, hal ini dijelaskan oleh Finnigan *et al.* (2002) bahwa peningkatan *mixing* di daerah dekat *ridge* disebabkan makin mendekatnya kolom air dengan topografi dasar.

Nilai difusivitas vertikal eddy (K_z) untuk lapisan tercampur, termoklin, dan dalam dari 9 profil CTD di Selat Ombai disajikan pada Tabel 1. Di lapisan tercampur nilai K_z dari 9 profil CTD bervariasi antara 0,0 sampai $423,4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ dengan rerata K_z sebesar $103,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Fluktuasi nilai K_z yang paling kuat terjadi di lapisan dalam, yang berkisar yaitu antara $1,4 \times 10^{-4}$ sampai $15605,7 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ dengan rerata K_z sekitar $2383,4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Rerata K_z yang paling rendah terjadi di lapisan termoklin dengan nilai sekitar $14,2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Secara keseluruhan di 3 lapisan kedalaman (lapisan



Gambar 6. Nilai skala Thorpe Selat Ombai.



Gambar 7. Grafik energi kinetik disipasi turbulen eddy Selat Ombai.

Tabel 1. Nilai difusivitas vertikal eddy di Selat Ombai.

Stasiun	difusivitas vertikal eddy K_z ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)		
	Lapisan Tercampur ($\times 10^{-4}$)	Lapisan Termoklin ($\times 10^{-4}$)	Lapisan Dalam ($\times 10^{-4}$)
5-1	423,4	1,2	378,5
5-2	120,2	0,4	3050,7
5-3	129,2	0,7	292,1
5-4	124,6	6,5	94,7
5-5	0,0	21,2	342,6
5-6	6,1	78,7	15605,7
5-7	10,8	9,8	3.66,4
5-8	195,9	7,8	1,4
5-9	31,9	1,7	1318,1
Rata-Rata	103,0	14,2	2383,4

tercampur, termoklin, dan dalam) nilai rerata difusivitas vertikal eddy Selat Ombai adalah $833,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$. Sebagai perbandingan, hasil pengukuran langsung nilai K_z dengan alat *Vertical Microstructure Profiler* (VMP) di Selat Ombai (stasiun 5.5), yang mana pengukuran VMP dilakukan hampir bersamaan dengan pengukuran CTD dalam pelayaran INDOMIX, bervariasi antara 1.2 sampai $9.7 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ dengan nilai K_z maksimum sekitar $2300 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ (Bouruet-Aubertot *et al.*, 2015). Nilai K_z yang diestimasi secara tidak langsung dengan analisis Thorpe cenderung lebih tinggi dibandingkan dengan estimasi langsung dengan VMP. Namun demikian, terdapat kesamaan pola fluktuasi untuk nilai K_z , dimana nilai K_z lebih rendah di lapisan termoklin dibandingkan dengan K_z di lapisan dalam.

Hasil penelitian Koch-Larrouy *et al.* (2007) mendapatkan nilai rata-rata K_z sebesar $1,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ untuk perairan umum Indonesia. Diduga tingginya nilai K_z di Selat Ombai ini sangat terkait dengan kuatnya gelombang internal yang ada di daerah ini. Hal ini dijelaskan oleh Robertson dan Field (2005) bahwa Selat Ombai merupakan daerah yang memiliki pasut internal yang paling kuat di perairan Indonesia dan Ambang Ombai yaitu merupakan salah satu daerah

pembangkit pasut baroklinik.

Lapisan termoklin Selat Ombai memiliki Nilai K_z paling rendah, hal ini diduga karena tingkat stabilitas statisnya yang tinggi (Gambar 1). Nilai K_z lapisan termoklin ini lebih tinggi dari yang didapatkan Field dan Gordon (1992) sebesar $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ dan Purwandana *et al.* (2014) di Selat Alor sebelah selatan yang berikisar antara $0,1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1} - 9,6 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$. Nilai K_z di lapisan termoklin Selat Ombai ini lebih kecil dibandingkan dengan nilai K_z yang didapatkan Hatayama (2004) di Ambang Dewakang dari hasil simulasi yang mencapai $60 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$ dan Purwandana *et al.* (2014) di Selat Alor sebelah utara yang mencapai $29,0 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$. Ditambahkan Hatayama (2004) bahwa tingginya nilai K_z di Ambang Dewakang disebabkan oleh adanya arus M_2 yang sangat intens dan adanya interaksi antara gelombang lee dan gelombang permukaan. Rata-rata nilai K_z pada lapisan dalam sebesar $2383,4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$, nilai ini hampir sama dengan yang didapatkan oleh Hatayama (2004) pada dasar *Sill* Dewakang ($2000 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$). Lukas *et al.* (2001) menjelaskan bahwa tingginya nilai K_z pada daerah ambang diduga karena adanya interaksi gelombang internal dan *shear* dengan topografi dasar perairan.

IV. KESIMPULAN

Perairan Selat Ombai memiliki nilai difusivitas vertikal eddy yang secara keseluruhan lebih tinggi dibandingkan perairan umum Indonesia, namun ditemukan juga variasi nilai difusivitas vertikal eddy di lapisan kolom perairan yang berfluktuasi bila dibandingkan dengan beberapa tempat di perairan Indonesia. Nilai difusivitas vertikal eddy yang tertinggi didapatkan pada lapisan dalam yang hampir homogen (225-197 m sampai 408-1549 m), lalu diikuti oleh lapisan permukaan tercampur (0 m sampai 21-27 m), dan paling rendah di lapisan termoklin (22-72 m sampai 196-254 m). tingginya nilai difusivitas vertikal eddy pada daerah ambang diduga karena adanya interaksi gelombang internal dan *shear* dengan topografi dasar perairan

UCAPAN TERIMA KASIH

Ucapan terima kasih kepada panitia pelayaran INDOMIX 2010 yang telah memberikan kesempatan mengikuti pengambilan data lapangan serta kepada team peneliti INDOMIX 2010 dan kru kapal *Marion Dufresne* atas kerjasama yang baik selama proses pelayaran. Penelitian ini didanai oleh hibah penelitian DIKTI melalui skema kerjasama luar negeri dan publikasi internasional.

DAFTAR PUSTAKA

- Atmadipoera, A., R. Molcard, G. Madec, S. Wijffels, J. Sprintall, A. Koch Larrrouy, I. Jaya, and A. Spangar. 2009. Characteristics and variability of the Indonesian throughflow water at the outflow straits. *Deep-Sea Res. Pt. I.*, 56:1942-1954.
- Bouruet-Aubertot, P., Y. Cuypers, B. Ferron, D. Dausse, O. Ménégo, A. Atmadipoera, and I. Jaya. 2015. Parameterization of energy dissipation and turbulent mixing in the Indonesian Throughflow from INDOMIX experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, <http://dx.doi.org/10.1175/JPO-D-11-095.1>.
- Carrere, L. and F. Lyard. 2003. Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing - comparisons with observations. *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1275. doi:10.1029/2002GL016473.
- Cisewski, B., V.H. Strass, and H. Prandke. 2005. Upper-ocean vertical mixing in the Antarctic polar front zone. *Deep-Sea Res. Pt. II*, 52:1087-1108.
- Dillon, T.M. 1982. Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scale. *J. Geophys. Res.*, 87: 9601-9613.
- Ferron, B., H. Mercier, K. Speer, A. Gargett, and K. Polzin. 1998. Mixing in the Romanche Fracture Zone. *J. Phys. Oceanogr.*, 28:1929-1945.
- Ffield, A. and A.L. Gordon. 1992. Vertical mixing in the Indonesian thermocline. *J. Phys. Oceanogr.*, 22:184-195.
- Ffield, A. and A.L. Gordon. 1996. Tidal mixing signature in the Indonesian Seas. *J. Phys. Oceanogr.*, 26:1924-1936.
- Finnigan T.D., D.S. Luther, and R. Lukas. 2002. Observation of enhanced diapycnal mixing near the Hawaiian Ridge. *J. Phys. Oceanogr.*, 32:2988-3002.
- Galbraith, P.S. and E. Kelley. 1996. Identifying overturn in CTD profiles. *J. Atmos. Ocean Tech.*, 13:688-702.
- Gordon, A.L. 2005. Oceanography of the Indonesian Seas and their Throughflow. *Oceanography*, 18:14-27.
- Gordon, A.L., R.D. Susanto, A. Ffield, B.A. Huber, W. Pranowo, and S. Wirasantoso. 2008. Makassar Strait throughflow, 2004 to 2006. *Geophys. Res. Lett.*, 35:1-5.
- Hatayama T. 2004. Transformation of the Indonesian throughflow water by vertical mixing and its relation to tidal generated internal wave. *J. Oceanogr.*, 60:569-585.

- Ilahude, A.G. and A. Gordon. 1996. Thermocline stratification within the Indonesian Seas. *J. Geophys. Res.*, 101: 12401-12409.
- Johnson, H.L. and C. Garrett. 2004. Effects of noise on Thorpe scale and run lengths. *J. Phys. Oceanogr.*, 34:2359-2372.
- Koch-Larrouy A., G. Madec, P. Bouruet-Aubertot, and T. Gerkema. 2007. On the transformation of Pacific Water into Indonesian Throughflow water by internal tidal mixing. *Geophys. Res. Lett.*, 34:1-6.
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P.P. Niiler, and A. Kohl. 2005. Ocean mixed layer depth: a subsurface proxy of Ocean-Atmosphere variability. San Diego: The ECCO Report Series. 60p.
- Lukas, R., F. Santiago-Mandujano, F. Bingham, and A. Mantyla. 2001. Cold bottom water events observed in the Hawaii Ocean time series: implication for vertical mixing. *Deep-Sea Res.*, 48:995-1021.
- Osborn, T.R. 1980. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurement. *J. Phys. Oceanogr.*, 10:83-89.
- Park, Y.H., J.L. Fuda, I. Durand, and A.C.N. Garabato. 2008. Internal tides and vertical mixing over the Kerguelen Plateau. *Deep-Sea Res. Pt. II.*, 55: 582-593.
- Polzin K.L., J.M. Toole, J.R. Ledwell, and R.W. Schmitt. 1997. Spatial variability of turbulent mixing in the Abyssal Ocean. *Science*, 276:93-96.
- Pond, S. and G.L. Pickard. 1983. Introductory dynamical oceanography. 2nd ed. Pergamon Press. Oxford. 329p.
- Purwandana, A., M. Purba, dan A.S. Atmadipoera. 2014. Distribusi percampuran turbulen di perairan Selat Alor. *Indonesian J. of Marine Science*, 19(1):43-54.
- Robertson, R. and A. Field. 2005. M₂ baroclinic tides in the Indonesian Seas. *J. Oceanogr.*, 18:62-73.
- Sprintall, J., S.E. Wijffels, R. Molcard, and I. Jaya. 2009. Direct estimation of the Indonesian throughflow entering the Indian Ocean: 2004-2009. *J. Geophys. Res.*, 114:1-19.
- Thorpe, S.A. 2007. An Introduction to Ocean Turbulence. Cambridge: Cambridge University Press. 235p.
- Van Aken, H.M., I.S. Brodjonegoro, and I. Jaya. 2009. The deep-water motion through the Lifamatola Passage and its contribution to the Indonesian Throughflow. *Deep-Sea Res.*, 56: 1203-1216.
- Wyrtki K. 1961. Scientific Results of Marine Investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand. Naga Report Volume 2. California: University of California. 195p.
- Diterima* : 24 Desember 2014
Direview : 8 Juni 2015
Disetujui : 16 Juni 2015